

## Un site de référence de très hautes terrasses fluviales dans la zone de confluence Ourthe-Meuse à Bois de Breux (Liège)

Manuscrit reçu le 16 mars 2020 et accepté le 30 avril 2020

Étienne JUVIGNÉ et Jean VAN CAMPENHOUT

Université de Liège, Département de Géographie, Bât. B11  
Quartier Village 4, Clos Mercator 3, B-4000 Liège, Belgique

### Résumé

Des cailloutis fluviaux ont été largement excavés à Bois de Breux/Liège au niveau des très hautes terrasses, à la faveur de l'enfouissement des impétrants du lotissement du Verger de Fayenbois. Les alluvions ainsi mises au jour sont décrites et des données nouvelles sont apportées concernant ces lambeaux qui n'étaient connus que par des observations de surface. Trois lambeaux en gradins bien documentés sont présents dans une tranche d'altitude de moins de 20 m, si bien que ce site a maintenant valeur de référence unique pour les très hautes terrasses concernées. Une tentative de raccord transversal entre les cailloutis des deux flancs de la vallée de Bois de Breux jusqu'à Rocourt met en exergue l'impossibilité de proposer des corrélations suivant la méthode traditionnelle qui veut que des lbxt de même altitude sur des flancs opposés d'une vallée appartiennent nécessairement à une même terrasse.

**Mots-clés :** Belgique, Bois de Breux, Meuse, Ourthe, terrasse, Plio-Pléistocène

### Abstract

Fluvial gravels have been widely excavated at Bois de Breux/Liège at the level of very high terraces, in favor of the burial of impetrants from the Verger de Fayenbois subdivision. The alluvial deposits thus uncovered are described and new data are brought in concerning these shreds which were only known by surface observations. Three well-documented level are present in an elevation range of less than 20 m, so that this site now has a unique reference value for the very high terraces concerned. An attempt at a transverse connection between gravels on the two sides of the valley highlights the impossibility of proposing correlations according to the traditional method which requires that shreds of same altitude on opposite sides of a valley necessarily belong to the same terraces.

**Keywords:** Belgium, Liège, Meuse, Ourthe, terrace, Plio- Pleistocene

### 1. Introduction

Des lambeaux de très hautes terrasses mosanes (*sensu* Macar, 1938) ont été largement excavés à Bois de Breux Liège-Est) en 2015, lors de l'aménagement d'un vaste lotissement (Verger de Fayenbois) (Fig. 1). Le promoteur nous a permis de suivre les travaux, de lever les coupes et de prélever des échantillons. Des renseignements précis ont ainsi été obtenus concernant ces lambeaux dont l'identité n'était jusqu'ici que soupçonnée par la morphologie et des observations de surface effectuées lors du lever de la carte géologique par Forir (1897). Les données acquises intégrées dans une coupe transversale depuis Bois de Breux jusqu'à Rocourt ouvrent la voie à une réflexion sur la façon d'ordonner stratigraphiquement et géographiquement des cailloutis très différents les uns des autres existant dans une même tranche d'altitude.

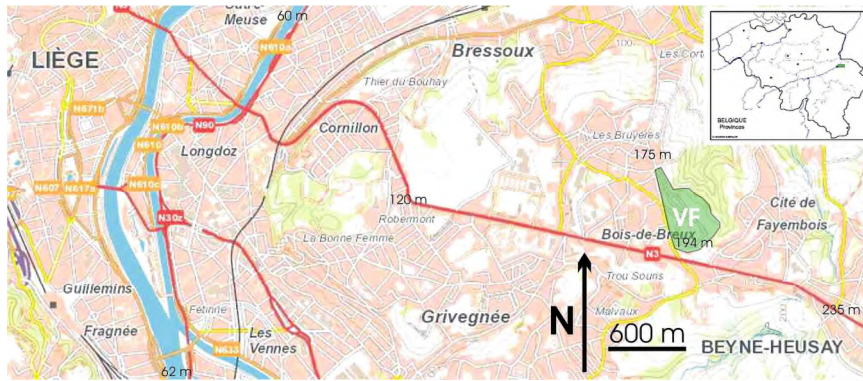


Figure 1 : Localisation du site étudié : le lotissement du Verger de Fayembois (VF) à Bois de Breux.

## 2. Sémantique et abréviations

Le concept de terrasse *sensu stricto* se rapporte à la morphologie subhorizontale d'une ancienne plaine alluviale située plus haut que la plaine d'inondation actuelle. Une rivière s'étant encaissée et l'érosion des affluents ayant fait son œuvre, il ne reste que des lambeaux épars de ces terrasses. Dans la pratique, le terme 'terrasse' est souvent utilisé pour désigner un seul lambeau. Pour notre part, nous avons choisi de respecter la distinction entre lambeau et terrasse, et pour simplifier l'écriture, 'lbt' sera utilisé pour 'lambeau de terrasse fluviale' (au pluriel 'lbxt'), et 'T.' sera lu 'terrasse'. Pour faciliter la compréhension des corrélations qui seront discutées ailleurs (Juvigné et Paulissen, 2020), nous attribuons aux lbxt, un label explicite qui le situe : (1) géographiquement (localité) ; (2) en altitude (base et toit du cailloutis) ; (3) en dénivellée entre la base du cailloutis et la plaine d'inondation la plus proche. Concernant le sommet des cailloutis, il est évident que l'altitude n'est jamais que minimale en conséquence de l'érosion postérieure qu'a pu subir le lbt. Par ailleurs, l'expression 'terrasse polygénique' est rejetée dans la mesure où le mot terrasse implique des replats qui n'existent pas dans la morphologie désignée ; elle est remplacée ici par 'cailloutis d'incision latérale'.

Dans la légende de la carte géologique ancienne de la Belgique, le label « *Onx* » désigne des « Amas et traînées de cailloux de quartz blanc à allure ravinante et fluviale » qui sont classés dans le « Système oligocène », *partim* « Dépôts supérieurs continentaux ». Toutefois en 1933, le Conseil de géologie a transféré ces cailloutis dans le Pliocène supérieur ; dès lors le label *Onx* (O pour Oligocène) devenait obsolète, mais il a continué d'être utilisé par facilité pour désigner la formation dominée par ses petits cailloux blancs. Dans la même légende, le label *q2m* désigne les « Cailloux des terrasses moyennes des grandes vallées » ; nous l'utilisons pour les cailloutis fluviaux autres que ceux apparentés aux *Onx*. La légende de la nouvelle carte géologique regroupe tous les cailloutis fluviaux sous l'appellation « Alluvions anciennes ; *Ala* » et ne prévoit donc plus la distinction entre deux formations pourtant reconnaissables au premier coup d'œil ; nous n'y ferons donc aucune référence. Enfin les vastes nappes d'*Onx* qui sont distribuées sur des plateaux en bordure de la vallée de la Meuse depuis la région namuroise jusqu'à la région liégeoise ont été groupées sous le vocable *Traînée mosane* par Macar (1945) ; ce concept a été précisé par Juvigné *et al.* (2020).

## 3. Revue de la littérature relative au site étudié

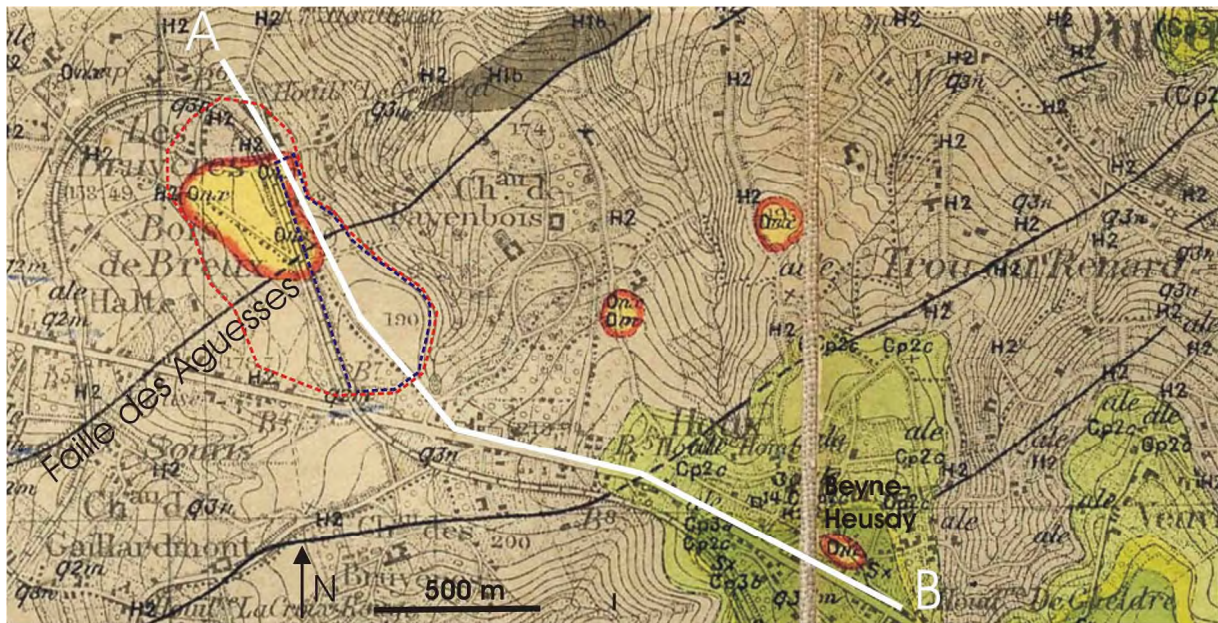
Forir (1897) identifie très localement à Bois de Breux, un lbt de gravier qu'il classe dans l'Oligocène supérieur continental (*Onx*). Briquet (1907) attribue ce même lbt à une terrasse de la Meuse dont il estime l'altitude de la base à 180 m. Lefèvre (1934) intègre ce lbt dans son « niveau d'érosion de 180 m » des terrasses de la Meuse. Ni Mouchamps (1933), ni Macar (1938, 1957), ni Pissart (1974) ne prennent ce lbt en considération. Juvigné et Renard (1992) le

divisent en deux sous-niveaux en invoquant la morphologie et l'altitude des bases qu'ils ont atteintes par des sondages sismiques respectivement à 176 m et 186 m, et ils attribuent également ces lbxt à la Meuse. Pissart *et al.* (1997) les intègrent dans leur modèle.

#### 4. Contextes géologique et morphologique

##### 4.1. Contexte géologique

La carte géologique montre que : (1) le socle du secteur revisité est constitué uniquement de schistes et de grès (Houiller) ; (2) une faille, dite des Aguesses, recoupe le lotissement de NE en SO (Fig. 2).



**Figure 2** : Le Verger de Fayenbois dans son contexte géologique (Fond de carte extrait de la carte géologique, planchette de Seraing-Chênée ; Forir, 1897).

**Légende** : carte géologique : en vert les terrains crétacés ; en jaune les terrains oligocènes ;

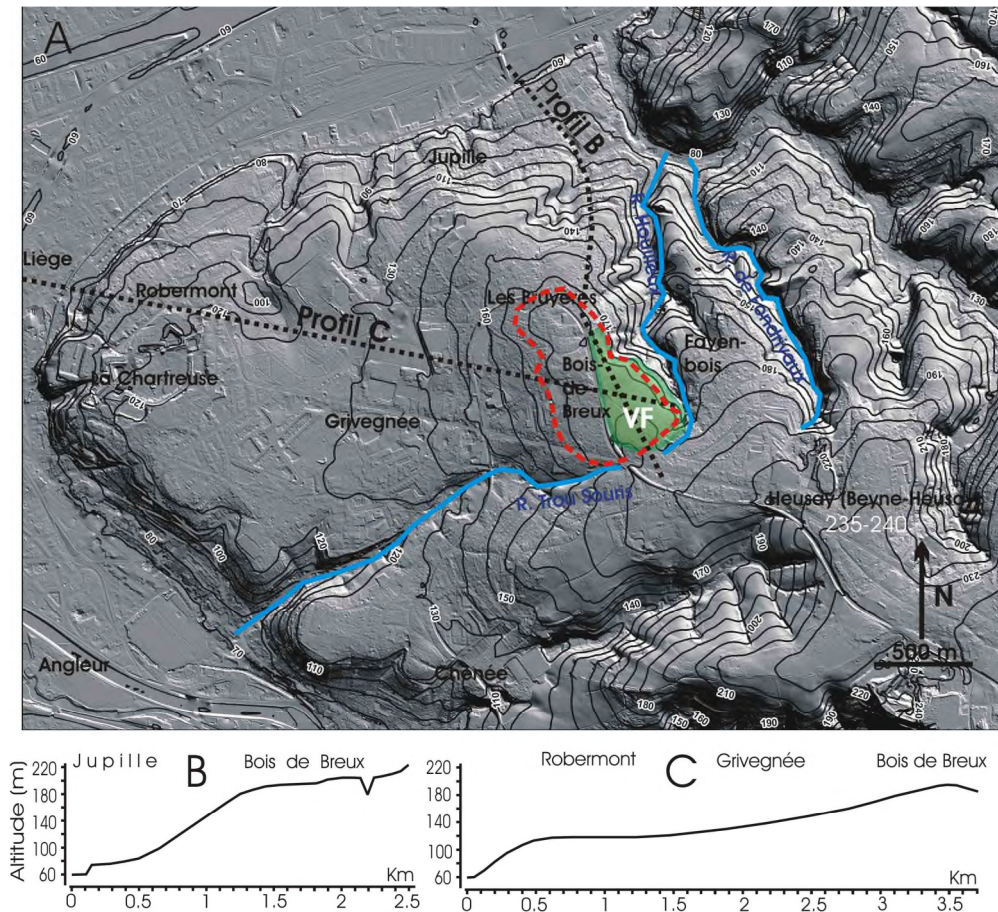
*Onx* = cailloutis fluviatiles de l'Oligocène supérieur continental (*in illo tempore*) ; en gris, le socle houiller ; le trait blanc A-B correspond au tracé de la coupe géologique de synthèse de la figure 6A ; le trait interrompu bleu délimite le Verger de Fayenbois ; le trait interrompu rouge délimite l'ensemble des lbxt dont le Verger de Fayenbois fait partie.

Une épaisse nappe de terrains crétacés existe sous le village de Beyne. Sur le versant qui en descend, le Crétacé est présent entre 235 et 215 m, il est relayé par des terrains houillers jusqu'au niveau du lotissement. Des « Amas et traînées de cailloux de quartz blanc à allure ravinante et fluviale » (*Onx*) ont été vus par Forir (1897) dans la partie septentrionale (inférieure) de l'actuel lotissement lors du creusement de la voie vicinale.

##### 4.2. Morphologie

Le Verger de Fayenbois est en position de plateau entre le vallon des Houilleux et le versant droit de la vallée de la Meuse (Fig. 3) ; son rattachement au versant descendant de Beyne est artificiel dans la mesure où la partie supérieure du vallon des Houilleux est colmatée par des remblais. À l'état naturel, l'unité morphologique du Verger de Fayenbois se trouvait donc en inversion de relief. Cette parcelle fait partie d'un ensemble de replats en gradins qui se prolongent dans le hameau de Bois de Breux, dans la parcelle de la clinique des Bruyères et son

prolongement aval. Leurs altitudes respectives sont comprises entre 175 et 195 m, entre le plateau de Beyne-Heusay (235 m) et la plaine d'inondations de la Meuse à Liège (60 m). Vers le N-NO, un versant dont la pente est de l'ordre de 13% sur 80 m de dénivelée passe à une concavité pour déboucher sur la T. de Jupille (base 60 m ; toit 72 m) (Fig.3B). Vers l'Ouest, (Fig. 3C) un versant largement concave de 3 km de longueur et de 55 m de dénivelée (pente moyenne : 1,8%) débouche sur le vaste replat de Robermont, attribué traditionnellement à la 'terrasse principale de la Meuse' (base 118 m ; toit 124 m). Sur le flanc N-E, les replats du Verger de Fayenbois, et notamment l'inférieur, sont amputés par l'érosion régressive d'affluents de rive gauche du vallon des Houilleux. Seul le replat inférieur se poursuit dans le village de Bois de Breux.

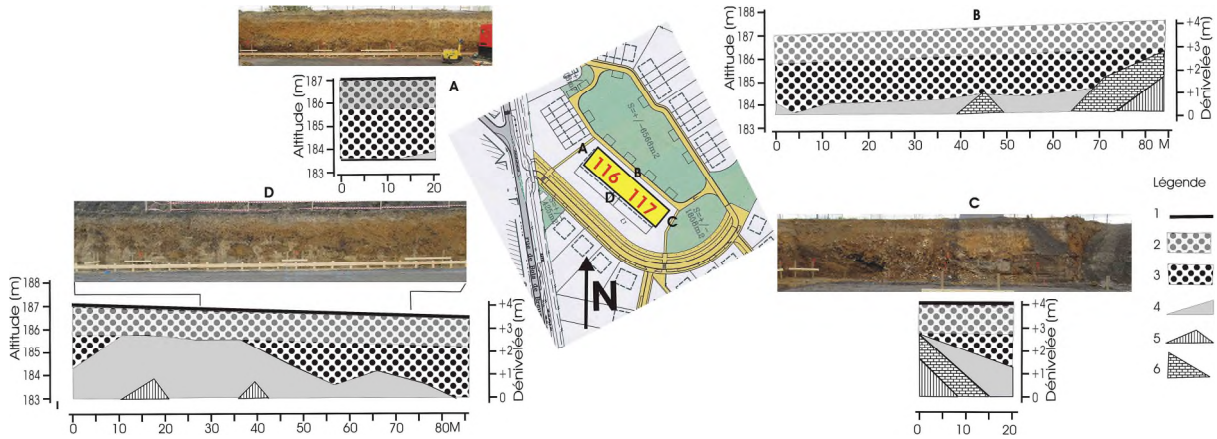


**Figure 3** : Le complexe de replats de Bois de Breux dans le relief environnant (A). Explications : fond de carte LIDAR (WalOnMap, 2019) ; en vert transparent (VF), le Verger de Fayenbois ; le trait interrompu rouge délimite l'ensemble des replats de Bois de Breux et du Verger de Fayenbois ; (B) et (C) deux profils topographiques de Bois de Breux jusqu'à la plaine d'inondations de la Meuse à Jupille (B) et à Robermont/ Bressoux/Liège (C).

## 5. Les coupes géologiques

### 5.1. L'excavation des lots 116 et 117

Elle est présentée en premier lieu, parce qu'elle a mis au jour environ 200 m de coupe continue jusque dans le socle houiller (Fig. 4).



**Figure 4** : Les coupes de l'excavation des lots 116 et 117 du lotissement du Verger de Fayenbois (localisation sur la figure 5).

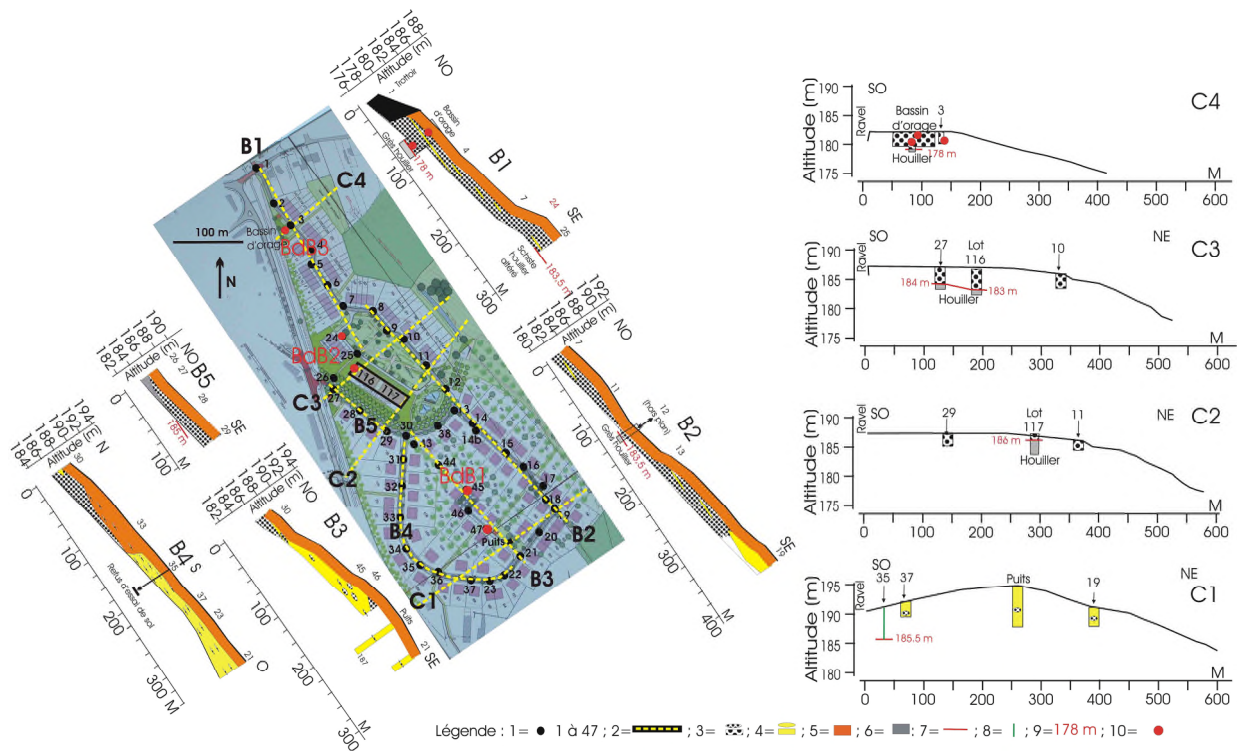
**Légende** : 1 = horizon humifère ; 2 = cailloutis fluviatile cryo- et bioturbé (sol complexe) ; 3 = cailloutis fluviatile avec structures en lentilles subhorizontales et présence systématique d'un vernis de fer-manganèse dans les dépôts de la partie inférieure ; 4 = socle schisteux altéré en argile ; 5 = schistosité reconnaissable dans le matériau altéré ; 6 = bancs de grès éclatés en blocs. N.B. La présence de machines au pied de la coupe B a empêché la photographie.

La particularité de cette excavation est de mettre le socle en affleurement sur tout son pourtour, et de montrer l'altération des terrains houillers sur une épaisseur qui atteint environ 2,5 m. Les schistes constituent l'essentiel du toit du socle, mais la roche saine n'a pas été atteinte. Toutefois, la schistosité est encore reconnaissable localement avant qu'elle laisse la place vers le haut à de l'argile gris clair à gravillon schisteux. Une nappe de cailloutis recouvre ce matériau ; la présence généralisée de vernis de fer-manganèse sur les éléments de la partie inférieure du cailloutis donne à celui-ci une couleur noire. Le contraste de couleur entre les différents matériaux met en évidence leur interpénétration sous forme de cryoturbations développées sur environ 2 m d'épaisseur. Localement des bancs de grès sont présents dans le complexe schisteux, mais ils sont éclatés en blocs de taille décimétrique. L'épaisseur du cailloutis passe d'environ 1 m dans la partie S-E du lot 117 à 3,5 m dans la partie septentrionale du lot 116. La partie supérieure du cailloutis (1 à 1,5 m d'épaisseur) est bio- et cryoturbée ; elle a aussi enregistré une pédogenèse complexe sous la forme d'un profond pseudo-gley dans la partie supérieure duquel un horizon humifère s'est surimposé.

Le cailloutis à l'abri des perturbations périglaciaires et pédologiques de sub-surface a conservé sa structure en lentilles emboîtées. Indépendamment des déformations encourues par la base du cailloutis, le contact avec le socle houiller permet de supposer dans cette seule coupe, l'existence de deux niveaux de terrasse séparé par un talus fossile : l'une supérieure (base à 186,5 m) et l'autre inférieure (base à 185 m). Cette hypothèse est discutée plus bas.

## 5.2. Les coupes du réseau d'égouttage

Elles ont été levées en suivant la progression journalière des tranchées le long du réseau routier (Fig. 5A) et de ce fait, la lithologie est dessinée de façon continue (Fig. 5B). De plus, à notre demande, un puits a été creusé au sommet de la parcelle (193,83 m, soit 194 m) ; il a recoupé des formations fluviatiles essentiellement sableuses jusqu'à 7 m de profondeur (186,83 m, soit 187 m), et le socle n'y a pas été atteint.

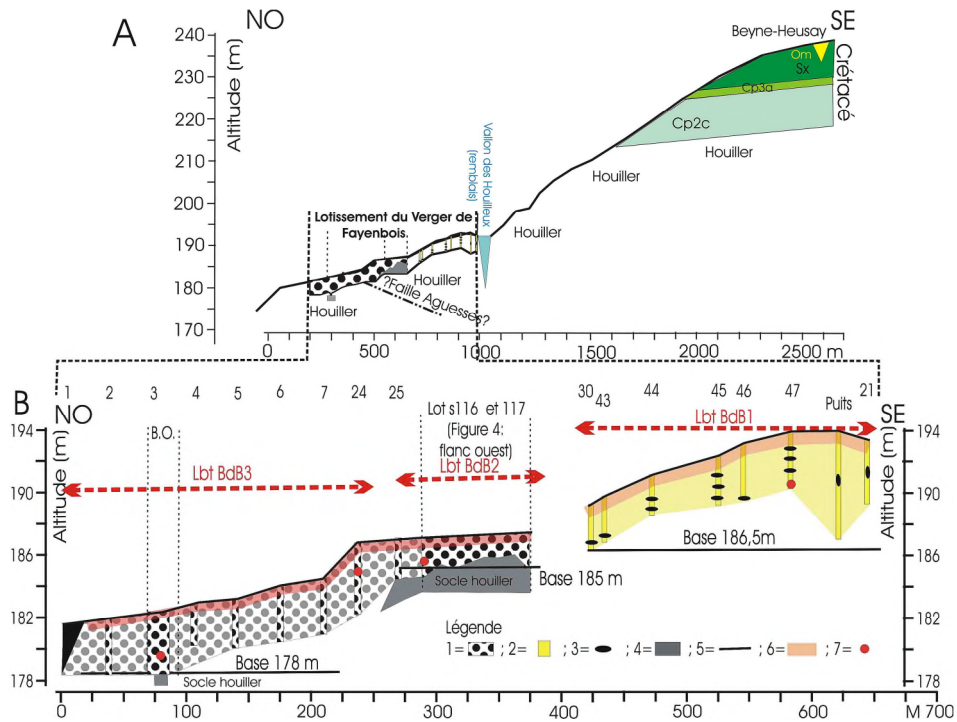


**Figure 5 :** Coupes géologiques des formations fluviales du lotissement du Verger de Fayenbois.

**Explications :** Plan du lotissement du Bureau Bolland-Tailleur avec la position des chambres de visite du réseau d'égouttage, permettant de localiser les coupes des figures B1 à B5 et C1 à C4. Les numéros des chambres sont ceux du plan original. Les coupes B1 à B5 levées le long des tranchées d'égouttage sont continues et conformes au suivi journalier des excavations avec mise en exergue des coupes à l'endroit des chambres de visite. Les coupes transversales C1 à C4 sont construites sur la base des observations à l'endroit des chambres de visite proches du transect et sans observations intermédiaires.

**Légende :** 1 = localisation et numéros des chambres de visite (en rouge, avec prélèvement d'échantillons décrits plus loin) ; 2 = localisation des coupes ; 3 = gravier dominant, ou en lentilles dans du sable fluviatile ; 4 = sable fluviatile dominant, ou en lentilles dans du gravier ; 5 = sol complexe avec cryo- et bioturbations ; 6 = socle houiller ; 7 = contact cailloutis/socle houiller observé ; 8 = contact cailloutis/socle par 'essai de sol'(CPT) ; 9 = altitude de la base du lbt ; 10 = position et numéros des échantillons traités pour la nature des cailloux et les minéraux denses (voir la profondeur dans la figure 7).

On constate ainsi l'existence de dépôts fluviaux à dominante graveleuse dans les dépôts inférieurs et à dominante sableuse dans la partie supérieure. Deux coupes longitudinales synthétiques sont représentées à la figure 6, elles montrent notamment qu'en se rapportant tant à la base qu'au toit des cailloutis, il existe trois niveaux en gradins.



**Figure 6 :** (A) Coupes synthétiques des lbxt du Verger de Fayenbois. (A) Les dépôts mosans dans leur contexte local (localisation sur la figure 2). (B) Coupe longitudinale à travers les dépôts fluviaux.

**Légende :** 1 = faciès à dominante graveleuse avec précipités de fer-manganèse sur tous les éléments ; 2 = faciès à dominante sableuse ; sol actuel et paléosol complexe ; 3 = lentilles graveleuses minoritaires dispersées à différents niveaux dans des sables dominants ; 4 = socle houiller observé ; 5 = altitude de la base des lbxt ; 6 = horizons pédologiques dans des dépôts de pente et dans le toit des cailloutis en position primaire.

### 5.3. Description des lbxt

*Lbt supérieur BdB1.* Il occupe toute la partie la plus élevée du lotissement sur une superficie d'environ 6 hectares. Le faciès est à dominante sableuse avec des lentilles graveleuses courtes (décamétriques) et d'épaisseur décimétrique qui peuvent se présenter à différents niveaux de la masse sableuse. La part de sable augmente d'ouest en est. L'émoussé d'une part importante des cailloux est évolué (Fig. 7)



**Figure 7 :** Coupes dans le cailloutis du lbt BdB1.

**Localisation sur la figure 4A :** (A) point 16 ; (B) puits au sommet de la parcelle à 193,8 m entre les points 47 et 21 ; (C) point 37 ; (D) point 35.

Le toit du dépôt est à 194 m. Le socle n'a été atteint que dans une partie marginale du lbt : (1) à l'endroit de la chambre de visite n° 12, en marge du lbt à 183,5 m ; (2) le refus d'un 'essai de sol' réalisé à côté de la chambre de visite 35 a été enregistré à 185,5 m. Dans le puits de 7 m de

profondeur réalisée au point le plus élevé (193,83 m), le socle n'a pas été atteint à 186,93 m. On peut donc accepter l'altitude de 186 m pour la base de ce lbt et son label devient BdB1[b186 ; s194 ; d126]. L'épaisseur minimale des dépôts fluviatiles originaux était donc de 8 m.

*Le lbt intermédiaire BdB2.* Le toit du cailloutis se situe à 187,5 m et l'altitude de la base est avérée à 184 m ; l'épaisseur est donc de 3,5 m. Le faciès est à dominante graveleuse et les structures sédimentaires n'apparaissent nettement qu'à la faveur de l'intercalation de lentilles sableuses minces (décimètres) et courtes (mètres) (Fig. 8). Son label est BdB2[b184 ; s188 ; d124].



**Figure 8 :** Coupe dans le cailloutis du lbt BdB2 ; flanc nord du lot 116. La masse consiste essentiellement en gravier ; les lentilles sableuses sont petites (discrètes sur la photo). On notera que : (1) le gravier inférieur est sombre en raison du vernis de fer-manganèse qui recouvre les galets et imprègne la matrice sableuse ; (2) le pseudo-gley ressort en gris en raison de son réseau prismatique de limon sableux dans lequel les oxydes de fer ont été réduits ; (3) l'horizon humifère, probablement holocène, s'est imprimé dans la partie supérieure du pseudo-gley.

*Le lbt inférieur BdB3.* La base du cailloutis est avérée à l'altitude de 178 m dans le bassin d'orage, et le toit à 184 m, si l'on considère que le lbt peut être prolongé jusqu'au point 24. Le cailloutis est à dominante graveleuse et d'épaisses lentilles de sable sont intercalées dont l'une atteint 40 cm d'épaisseur et une longueur décamétrique (Fig. 9). Ce type de structure a été observé sur 250 m de longueur dans les tranchées d'égouttage, ce qui conforte le choix d'un seul lbt sur cette distance. Le label est BdB3[b178 ; s184 ; d118].



**Figure 9 :** Coupes dans le cailloutis du lbt BdB3.

Localisation sur la figure 4A : (A) point 2 ; (B) flanc est du bassin d'orage montrant une lentille sableuse de grande taille entre deux masses graveleuses ; (C) excavation dans le fond du bassin d'orage qui a atteint le socle gréseux 60 cm sous le plancher de l'excavation.

#### *Transition de BdB1 à BdB2*

-. Sur la carte géologique, la faille des Aguesses est placée à l'endroit de l'accroissement de pente qui sépare les deux lbxt (revoir le figure 2). Il doit s'agir d'une interpolation entre des



points connus dans les charbonnages voisins. Dans les hameaux de Bois de Breux et de Fayenbois qui jouxtent le lotissement, il n'existe aucune trace connue de cette faille. La démarche théorique de l'auteur (Forir, 1897) équivaut à attribuer à la rupture de pente, la valeur d'un escarpement de faille qui se serait donc formé à la faveur de mouvements d'origine tectonique après l'abandon d'une seule terrasse. A notre sens, le talus dans le Verger de Fayenbois peut donc être considéré comme un élément de versant qui répond à l'incision latérale du cours d'eau.

-On constate également que sous cette surface de transition entre BdB1 et BdB2, il existe un horizon de cryoturbations de type 'sol trié' dont les alvéoles ont une taille de l'ordre d'un mètre (Fig. 10). Il est fossilisé par un cailloutis qui s'épaissit vers l'aval.



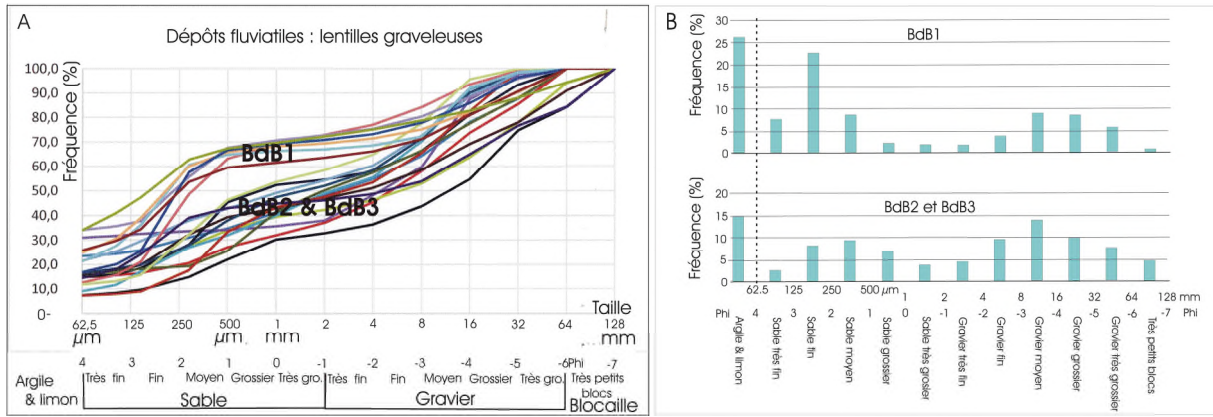
**Figure 10** : Horizon de cryoturbations entre BdB1 et BdB2 fossilisé par un cailloutis d'agradation fluviale de la terrasse inférieure.

## 6. Propriétés sédimentologiques

### *Granulométrie*

Toutes les distributions granulométriques ont été obtenues au départ d'environ 10 kg d'échantillon brut : (1) par tamisage sous eau pour la fraction comprise entre 62,5  $\mu\text{m}$  et 32 mm ; (2) les galets de >32 mm ont été présentés individuellement dans des fenêtres carrées par pas de  $\phi/2$  ; (3) la fraction inférieure à 62,5  $\mu\text{m}$  (limon et argile) a été séchée globalement puis pesée.

Les distributions des lentilles graveleuses sont bimodales avec un mode dans les sables fin à moyen, et un autre dans les graviers fin à moyen (Fig. 11A). (N.B. un mode peut aussi exister dans la fraction argilo-limoneuse). Aucun élément de plus de 128 mm n'a été récolté, mais très exceptionnellement des blocs atteignant une vingtaine de centimètres ont été observés. Les courbes dont la part de sable notamment fin est plus abondante se rapportent à des échantillons de BdB1 (points 35, 44, 45, 46 et 47). Par ailleurs, aucune différence dans la distribution granulométrique des lentilles graveleuses n'est apparue entre les échantillons de BdB2 et BdB3.



**Figure 11** : Distributions granulométriques d'échantillons de dépôts fluviaux. (A) Distributions individuelles ; (B) valeurs moyennes de chaque des ensemble.

Parmi les distributions granulométriques des lentilles sableuses (Fig. 11B), il faut distinguer une large variété de combinaisons entre les fractions d'une part argilo-limoneuses (4 à 80%), et d'autre part sableuses. Néanmoins, elles sont unimodales dans les sous-classes des sables fins à moyens.

#### Nature des galets de 16 à 32 mm

La nature des galets de 16 à 32 mm extraits par tamisage a été déterminée (Tab.1).

**Tableau 1** : Nature des galets de 16 à 32 mm (tamisage) dans les trois gradins du cailloutis de la figure 5 : BdB1, BdB2 et BdB3.

|      | A    | B    | C   | D   | E   | F   | G   | H   | I   | J   | K   | L   | M   | n   |
|------|------|------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| BdB1 | 63.7 | 9.9  | 2.8 | 3.3 | 2.4 | 0   | 0.9 | 4.7 | 5.2 | 0   | 3.8 | 1.9 | 1.4 | 212 |
| BdB2 | 32.9 | 31   | 7.7 | 8.2 | 0.8 | 0.3 | 0.3 | 13  | 1.3 | 0.3 | 1.1 | 0.8 | 2.4 | 377 |
| BdB3 | 47.9 | 28.7 | 2.6 | 6.8 | 1   | 0   | 0   | 8.9 | 1   | 0   | 1.6 | 1.6 | 0   | 192 |

**Explications** : A = quartz purs ; B = quartzites avec veine de quartz et/ou empreinte de cube de pyrite ; C = quartzites supposés (sans veine de quartz, ni empreinte de pyrite) ; D = cailloux plats (quartzo-phyllades et phyllades ?) ; E = silex émoussés ; F = phtanite ; G = lydite ; H = grès paléozoïques ; I = grès tertiaires (friables) ; J = conglomérats émoussés ; K = silex anguleux ; L = grès et schistes anguleux ; P = débris de croûtes Fe-Mn ; n = nombre de cailloux déterminés.

Le quartz pur est dominant dans tous les échantillons (33 à 64%). La diminution générale de la fréquence des quartz en fonction du temps est bien connue dans les terrasses de la Meuse (Van Staaten, 1946 ; Juvigné et Renard, 1992), mais elle l'est moins dans celles de l'Ourthe et en tous cas tout à fait inconnue dans les très hautes terrasses de l'Ourthe, lesquelles sont par ailleurs inexistantes dans l'Ourthe inférieure (Ek, 1957 ; Cornet, 1980). Dans les lbxt de Bois de Breux, la diminution ne correspond pas à celle de l'altitude des trois niveaux puisque c'est en BdB2 que la fréquence des quartz est la plus faible.

On remarquera que l'ensemble des galets issus du massif cambrien représente environ 80% du spectre. Les galets restants (15 à 20%) sont dans l'ordre de fréquence : (1) des grès provenant des roches du Dévonien et du Houiller ; on les trouve à l'état émoussé ou anguleux selon qu'ils proviennent d'affleurements lointains ou du socle houiller local ; (2) des grès peu consolidés issus du sable tongrien ; (3) des silex très émoussés ou bruts suivant qu'ils proviennent d'anciennes plages marines ou de terrains crétacés locaux. Les autres éléments n'existent qu'à l'état de traces. Quant aux éclats de croûtes de fer-manganèse, ils peuvent provenir de croûtes formées *in situ*. Dans un bain d'eau + HCl, aucun galet n'a réagi, mais il est bien connu que les

galets calcaires disparaissent par dissolution dans les 7 km qui suivent l’affleurement dont ils sont issus (Pissart *et al.*, 1998) et les affleurements de calcaire les plus proches de Bois de Breux sont à une distance supérieure. De la même façon les schistes dévoniens et houillers disparaissent rapidement en raison de leur fragilité.

Les *minéraux denses* de la fraction sableuse comprise entre 75 et 425 µm ont été extraits par centrifugation dans le bromoforme ; la limite de 75 µm a été choisie de façon à éviter les minéraux d’origine loessique éventuelle (Tab. 2).

**Tableau 2** : Associations de minéraux denses transparents de la matrice sableuse (75-425 µm) de lentilles caillouteuses.

|        | Mdt | Zir  | TiO <sub>2</sub> | Tour | Stau | Dis  | Anda | Top | Epi | Reste | n   |
|--------|-----|------|------------------|------|------|------|------|-----|-----|-------|-----|
| Om.MCx | ?   | 30.3 | 8.8              | 42.3 | 7    | 6    | 1    | 0   | 0   | 1     | 400 |
| Om.Bon | ?   | 30.4 | 8.2              | 46   | 4    | 6.2  | 2.8  | 1.4 | 0   | 1.3   | 500 |
| Om.Roc | ?   | 17   | 5                | 54   | 10   | 9    | 4    | 1   | 0   | 0     | 100 |
| GvL.B  | 19  | 56.8 | 6.5              | 32.2 | 0.5  | 0.5  | 0.5  | 0   | 0   | 3     | 199 |
| GvL.ST | 23  | 41.6 | 6.7              | 38.7 | 4.2  | 2.1  | 2.9  | 0   | 0   | 3.8   | 138 |
| TM.RP  | 21  | 43.2 | 10               | 23.3 | 10.7 | 6.3  | 0    | 0.4 | 1.1 | 4.8   | 271 |
| BdB1   | 24  | 39.8 | 6.8              | 36.2 | 8.5  | 4.1  | 0.8  | 0   | 0   | 3.8   | 367 |
| BdB2   | 17  | 38.7 | 6.5              | 28.6 | 12.1 | 7.5  | 1.0  | 0   | 0   | 0     | 199 |
| BdB3   | 18  | 19.4 | 8.0              | 49.6 | 8.4  | 11.0 | 0    | 0   | 0   | 3.6   | 335 |

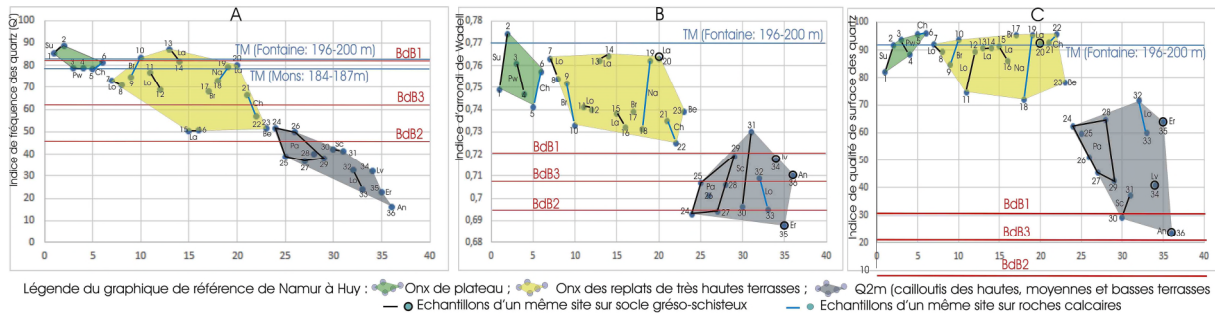
Explications : Toutes les fréquences sont exprimées en pour-cent ; Sable marin oligocène (d’après Demoulin, 1987) : Om-MCx= sablière de l’Arbre St Michel à Mons-Crotteux (185m) ; ; Om-Bon= sablière de Boncelle (260 m) ; Om-Roc= Rocourt sablière Gritten (180 m). Gravier fluviatiles : GvL.B= Gravier liégeois de Bonnelles (260 m) ; GvL de Sart-Tilman (235 m) ; TM.RP= Traînée mosane, sablière Rond-Péry lez Bierst Airport ; Mdt= fréquence des minéraux denses transparents et ‘100-mdt’= opaques et débris rocheux divers. Zir= zircon ; TiO<sub>2</sub>= rutile+ anatase+ brookite ; Tour= tourmaline ; Stau= staurotide ; Dis= disthène ; Anda= andalousite ; Top= topaze ; Epi= groupe de l’épidote (épidote s.s.+ zoisite+ clinozoisite) ; Reste= minéraux indéterminés et minéraux en traces ; n= nombre de minéraux pris en compte.

Les associations des lbxt de Bois de Breux ont pour propriété commune de ne contenir que des minéraux dits résistants *sensu* Bustamante (1973) à savoir : les ubiquistes (zircon, polymorphes du TiO<sub>2</sub> [rutile, brookite, anatase] et tourmaline) et un groupe de minéraux dits communément paramétamorphiques (ici : staurotide, disthène, andalousite, topaze, sillimanite). Les ubiquistes dominant très nettement le spectre (73,8 à 82,8) avec des rapports internes très variables, et les paramétamorphiques constituent l’essentiel du reste (13,4 à 20,6%) avec également des rapports internes très variables.

La relation des associations de BdB1-2-3 avec celles des *Gravier liégeois*, de la *Traînée mosane* et des sables marins oligocènes sera évoquée plus loin dans la discussion.

#### *Indices sédimentologiques divers*

Juvigné *et al.* (2020) ont proposé trois indices pour distinguer les cailloutis *Onx* vs *q2m* des très hautes terrasses mosanes entre Namur et Huy (Fig. 12). Nous renvoyons à l’article précité pour les détails d’ordre méthodologique. L’intégration dans ces diagrammes des mêmes indices pour les trois niveaux de Bois de Breux est discutée.



**Figure 12** : Position des trois niveaux de terrasse de Bois de Breux dans des diagrammes conçus pour distinguer le gavier de 8 à 16 mm des cailloutis *Onx* des *q2m* entre Namur et Huy.

(A) Indice de fréquence des quartz :  $Q' = 100 \times Q / (Q + Nq)$  avec  $Q$  = nombre de quartz purs émoussés, entiers ou cassés ;  $Nq$  = nombre des éléments émoussés entiers ou cassés de nature autre que le quartz pur). N.B. Un élément qui contient du quartz sous forme de veine dans du quartzite hôte n'est pas un quartz pur.

(B) Indice d'arrondi de Wadell pour les quartz purs (entiers et cassés) déterminés par analyse informatique d'image selon la méthode de Roussillon *et al.* (2009). (C) Indice de polissage des quartz :  $G' = 100 \times Gq / (Gq + Cq)$  avec  $Gq$  = nombre de galets de quartz entiers ou cassés qui ont conservé une partie de surface bien émoussée et bien polie ;  $Cq$  = nombre de cailloux roulés de quartz qui n'ont aucune partie bien émoussée et bien polie.

En rouge, les valeurs obtenues pour chacun des lbxt de Bois de Breux ; en bleu, les valeurs obtenues pour deux lbxt de la *Trainée mosane* dans la région liégeoise en bordure de l'Aéroport de Bierset (entre 184 et 200 m) par Meunier (1953) ou nous-mêmes.

-L'indice de fréquence des quartz (Fig. 12A). Le lbt BdB1 (186-193 m) et ceux de la *Trainée mosane* (184-200 m) ont un indice identique  $Q' \approx 80$ . Bien que les deux autres lbxt de Bois de Breux (BdB2 et BdB3) soient également dans la même tranche d'altitude que la *Trainée mosane*, leurs indices sont nettement distincts, mais alors que l'on attend en général une plus faible fréquence des cailloux de quartz en fonction de la diminution de la dénivelée par rapport à la plaine d'inondation, le lbt inférieur (BdB3) a davantage de quartz ( $Q' = 62,5$ ) que le niveau intermédiaire ( $Q' = 47,9$ ).

-L'indice d'émoussé de Wadell (Fig.12B). Il est bien connu que l'émoussé et le polissage des éléments évoluent beaucoup plus rapidement sur les plages marines où ils sont déplacés en permanence par la houle. Par contre, dans les cours d'eau l'usure ne s'exerce que si les cailloux se déplacent ou s'ils sont en affleurement sur le lit mineur et soumis au sablage par les charges en suspension. Dans le cas présent qui concerne la forme des éléments, on constate que : (1) les indices  $I_w$  des trois lbxt de Bois de Breux sont nettement inférieurs à celui de la *Trainée mosane* à Fontaine/Bierset (196-200 m) ; (2) alors que les lbxt de Bois de Breux appartiennent à des très hautes terrasses, les valeurs de  $I_w$  correspondent à celles des terrasses inférieures de la région de Namur ; (3) la variation de l'indice depuis BdB1 jusqu'à BdB3 ne se fait pas dans l'ordre de l'altitude, puisque BdB3 contient davantage de galets (émoussé marin) de quartz que BdB2.

Indice de polissage des quartz (Fig. 12C). Les variations de l'état de surface des quartz est identique à celles relatives à la forme des cailloux puisque : (1) les indices des trois lbxt de Bois de Breux sont très nettement inférieurs à ceux de la *Trainée mosane* ; (2) l'inversion de BdB2 vs BdB3 existe également ; (3) les indices des trois lbxt sont particulièrement différents de ceux de la *Trainée mosane*, voire même inférieur à celui de la plaine alluviale.

## 7. Synthèse

En rassemblant les données géométriques, granulométriques et pétrographiques, on retiendra surtout que : (1) alors que la surface topographique du Verger de Fayenbois fait penser à un cailloutis d'incision latérale (*ex terrasse polygénique*), voire deux niveaux séparés par un petit talus, il existe trois niveaux de cailloutis conservés en position primaire dans une tranche de dénivelée de moins de 20 m ; (2) aucun des cailloutis de Bois de Breux n'appartient à la

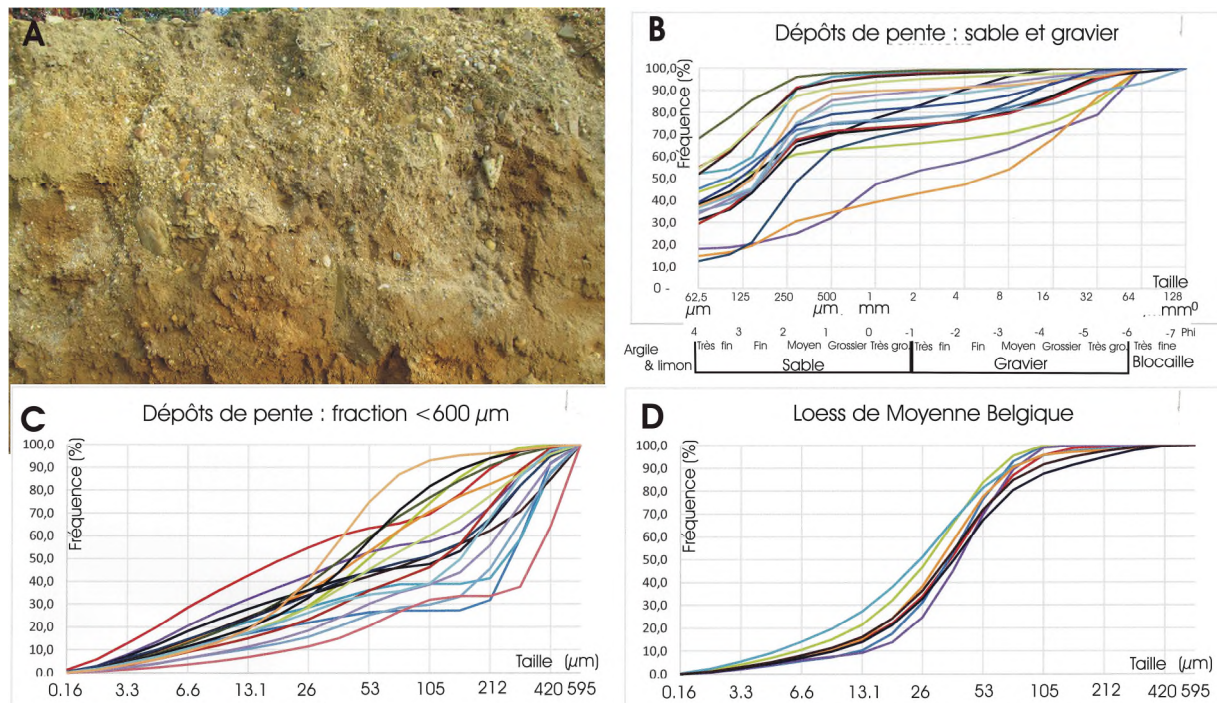
formation connue sous le nom d'*Onx*, telle qu'elle a été définie dans la région namuroise par Juvigné *et al.* (2020) ; (3) si la fréquence des quartz de BdB1 est identique à celle de la *Trainée mosane*, les deux autres indices (émoussé de Wadell, et polissage des surfaces) sont très différents ; (4) une déviation systématique se présente dans la relation entre la plupart des indices sédimentologiques et l'ordre altimétrique des trois lbxt de Bois de Breux dont le niveau intermédiaire (BdB2) présente des indices plus élevés que le niveau inférieur, alors que des valeurs inférieures sont attendues

Les valeurs des indices sédimentologiques impliqués ici montrent que les lbxt de Bois de Breux, appartiennent probablement à l'Ourthe ou ont subi une influence déterminante des apports de l'Ourthe qui va jusqu'à effacer l'influence que la Semois avait encore dans la région de Namur jusqu'à Huy.

La déviation interne des valeurs d'indices dans les lbxt de Bois de Breux pourrait indiquer que le cailloutis de BdB2 est plus récent que celui de BdB3, si bien que dans ce cas, l'incision de la Meuse se serait faite depuis le toit de BdB1 jusqu'à la base de BdB3, puis elle aurait été suivie par une phase d'aggradation qui aurait construit dans l'ordre les cailloutis de BdB3 et de BdB2. Encore faudrait-il ensuite décapiter BdB3 de sa partie supérieure lors de la reprise d'incision en route vers la haute terrasse suivante.

### 8. Les dépôts de pente

Pour l'essentiel, il s'agit de terrains caillouteux de sub-surface dans lesquels les structures sédimentaires fluviales n'apparaissent plus. Leur extension est généralisée sur les cailloutis en position primaire. La question se pose de savoir si les matériaux qui les composent sont identiques aux cailloutis sous-jacents respectifs ou s'il s'agit de dépôts de pente. Un paléosol de type pseudogley y est enregistré (Fig. 13A) ; l'horizon humifère holocène, y est surimposé (revoir la figure 8).



**Figure 13 :** Sédimentologie des dépôts de pente. (A) Le sol (pseudogley) en CV3 ; (B) distribution granulométrique totale ; (C) distribution par granulomètre-laser de la fraction fine ; (D) distribution par granulomètre-laser d'horizons typiques du stratotype loessique du Pléistocène supérieur de la carrière du Romont (CBR) à Emael/Bassege.

## *Granulométrie*

Les distributions granulométriques de la figure 13B montrent qu'en général 30 à 50% de la masse consiste en particules de moins de 62,5  $\mu\text{m}$  (limon + argile), mais il y a quelques exceptions atteignant d'une part 10% et d'autre part 70% de 'limon+ argile'. Le sable fin constitue la fraction modale. Le gravier intervient en général pour 35% de la masse, et les déterminations de la nature des galets à l'aplomb de chaque lbt ont fait apparaître une grande dispersion des fréquences sans aucune tendance générale. En comparant les distributions granulométriques de la fraction fine des dépôts de pente et du loess, on peut déduire que la part essentielle du limon des dépôts de pente n'est pas du loess (Fig. 13C et 13D) ; ici il faut tenir compte du fait que les échantillons soumis à l'analyse n'ont subi aucun pré-traitement avant d'être introduit dans le granulomètre laser, ce qui explique l'absence d'enregistrement d'argile, sans nuire pour autant à la comparaison des données respectives.

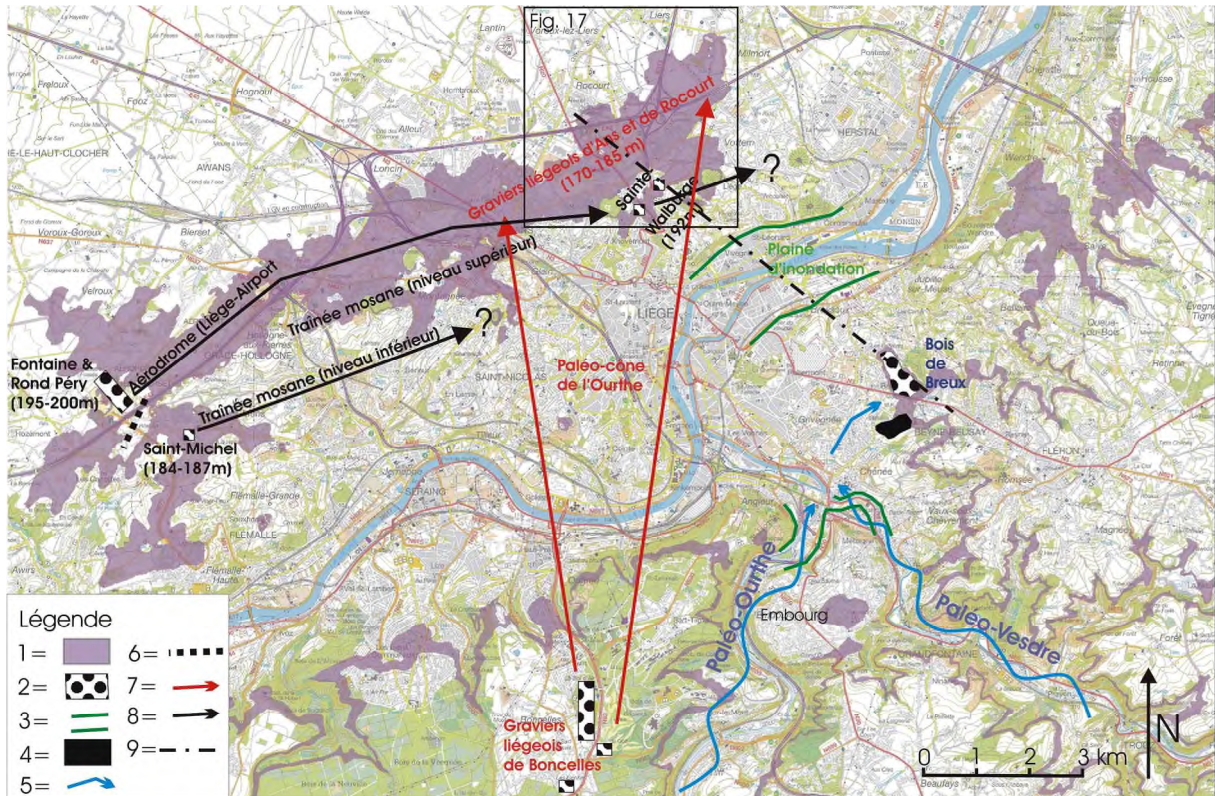
Des matériaux constitutifs peuvent évidemment provenir de la partie supérieure des alluvions sous-jacentes ainsi qu'en attestent localement des galets allongés en position verticale soulevés par les cycles de gel-dégel. Toutefois, si des silex roulés peuvent avoir été incorporés dans les alluvions mosanes notamment sur le plateau de Hesbaye et entraînés jusqu'à Bois de Breux, le Crétacé Cp3 et la silexite qui affleuraient sur le versant qui descend de Beyne en périodes périglaciaires constituent des sources proches qui ont pu livrer des éléments bruts avant la mise en inversion de relief par l'érosion régressive du ruisseau des Houilleux. De la même façon, les terrains du Crétacé Cp2 ont pu fournir de l'argile, du limon et du sable pour assurer la variété granulométrique de la matrice des dépôts de pente. L'origine partiellement allochtone des dépôts de pente implique que partout le toit des cailloutis conservés en position primaire soit inférieur d'environ 1 m à l'altitude de la surface topographique.

## **9. Discussion**

La discussion qui suit est limitée à une tentative d'intégration des résultats uniquement dans l'ensemble des cailloutis fluviaux d'altitude identique, connus dans la région liégeoise.

### ***9.1. Sédimentologie et paléo-vallées dans l'agglomération liégeoise***

Pour discuter l'intégration des cailloutis de Bois de Breux dans le contexte des dépôts fluviaux de même altitude dans la région liégeoise, il est rationnel d'envisager séparément l'évolution sur les flancs droit et gauche de la vallée (Fig. 14).

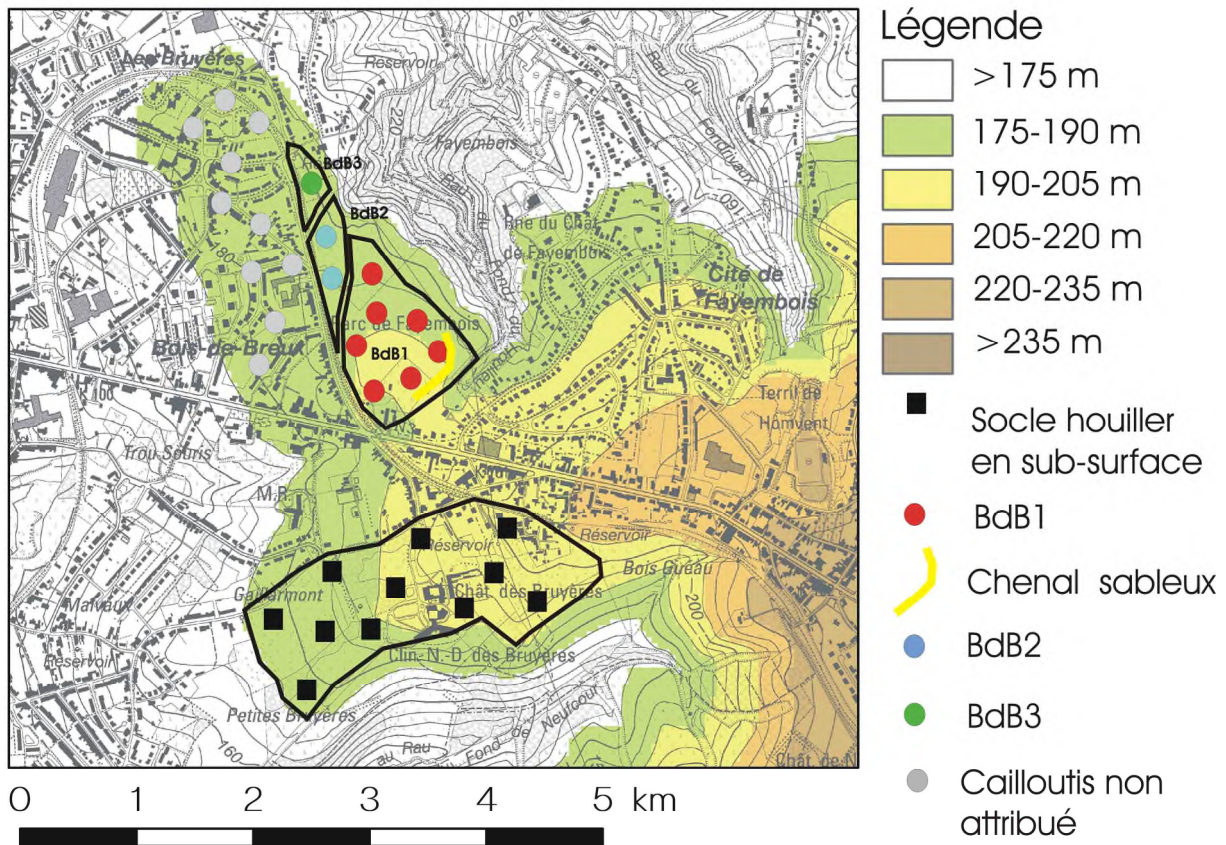


**Figure 14** : Le paléo-réseau fluvial dans l'agglomération liégeoise.

**Légende** : 1 = relief actuel de 175 à 200 m ; 2 = site de référence pour les cailloutis fluviaux impliqués ; 3 = exemple de largeur de plaines d'inondation actuelles pour la Meuse, l'Ourthe et la Vesdre ; 4 = lambeau d'aplanissement de Clinique des Bruyères-Gaillarmont ; 5 = contournement nécessaire de l'Ourthe pour atteindre les lbxt de Bois de Breux ; 6 = limite entre les deux niveaux de la *Trainée mosane* d'après Macar (1974) ; 7 = paléo-cône de déjection des 'Graviers liégeois' d'après Lorie (1919) ; 8 = chemins suivis par chacun des deux niveaux de la *Trainée mosane* jusqu'à en perdre la trace (?) ; 9 = Coupe géologique de la figure 20.

### 9.1.1. Sur le flanc droit

Dans la mesure où le vaste replat de Bruyères-Gaillarmont est à la même altitude que les lbxt du Verger de Fayenbois. On pouvait attendre que la confluence de la Meuse avec la Vesdre et/ou l'Ourthe se trouve à cet endroit pendant la période de la formation des lbxt BdB1, BdB2 et BdB3 (Fig. 14 et 15). Toutefois, des affleurements dans le domaine de la Clinique des Bruyères et des forages à la tarière dans la zone d'altitude identique à celles des trois lbxt ont montré que cette espace ne porte qu'un mince manteau d'altération de terrains houillers, et en tous cas aucun cailloutis fluvial. Il s'agit donc d'un lambeau d'aplanissement qui a dû être contourné par la rivière, ce qui reporte nécessairement la vallée de l'Ourthe-Vesdre vers l'ouest dans un endroit indéterminé de l'espace de liberté de 4,5 km séparant Bois de Breux du Sart Tilman c'est-à-dire à l'aplomb de Chênée et d'Angleur (revoir la Fig. 14).



**Figure 15** : Lbxt de Bois de Breux et lambeau d'aplanissement de la Clinique de Bruyères et Gaillarmont.

Par ailleurs, dans l'angle de confluence Vesdre-Ourthe, on notera la présence à Embourg d'un vaste plateau à 175-180 m également susceptible d'être une terrasse de paléo-confluence plus récente de la Vesdre et de l'Ourthe (Fig. 14). Toutefois, les archives du Service géologique et nos observations personnelles (Fig. 16) montrent que ce vaste plateau ne porte qu'un manteau d'altération des roches du socle, mais aucune trace de gravier fluviatile. Il semble donc qu'à l'altitude précitée la confluence Vesdre-Ourthe se trouvait déjà à l'aplomb de Chênée (revoir Fig. 14).

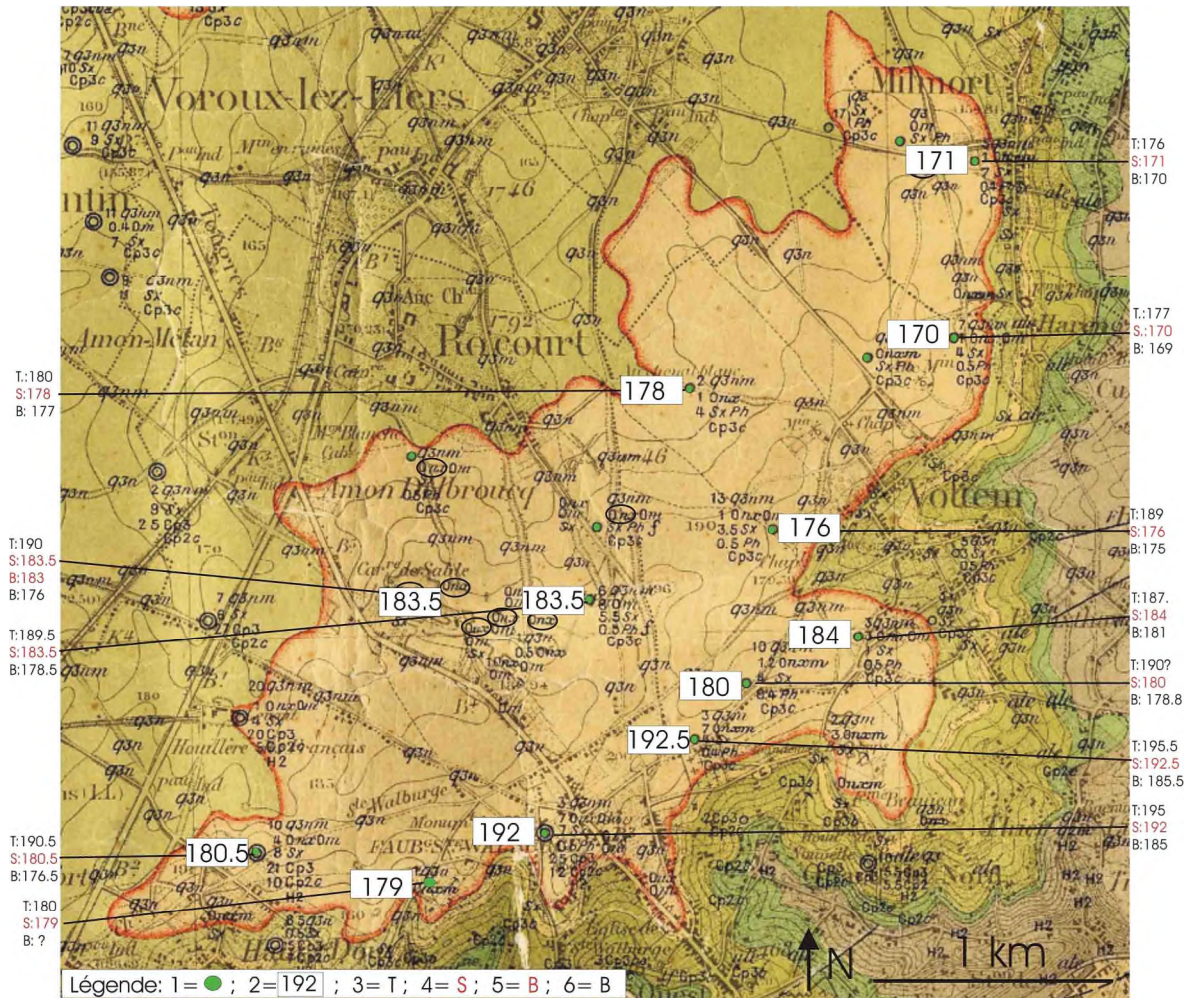


**Figure 16** : Dépôts de pente et manteau d'altération caractéristiques du replat d'Embourg sous une couverture de déblais de construction dans une excavation de l'Avenue des Bouleaux, n°13, alt. 171 m.



### 9.1.2. Sur le flanc gauche

D'après la carte géologique ancienne (Forir, 1897), les cailloutis *Onx* sont présents au toit des sables marins oligocènes sur la crête de Hesbaye liégeoise et la retombée septentrionale du plateau d'Ans-Rocourt (Fig. 17). Néanmoins, il y a lieu de rappeler la distinction faite par Lorié (1919) en Hesbaye liégeoise entre les « Amas de quartz blancs » et les « Gravieres liégeoises » ; elle est prise en considération ci-dessous.



**Figure 17** : Altitude en mètre du cailloutis *Onx* et du sable marin *Om* sur le plateau de Rocourt-Milmort.

**Légende** : 1 = donnée du Service géologique de Belgique ; 2 = mise en évidence de l'altitude du toit du cailloutis *Onx* ; 3 = altitude de la surface topographique ; 4 = altitude du sommet du cailloutis *Onx* ; 5 = éventuellement altitude de la base du cailloutis *Onx* ; 6 = altitude de la base du sable oligocène *Om*. Fond de carte géologique : plage ocre avec bande rouge = sable marin oligocène et éventuellement cailloutis *Onx* ; plages vertes = terrains crétaeux ; plage grise = terrains houillers.

#### À propos des « Amas de cailloux blancs »

Selon Macar et Meunier (1955), les lbxt les plus à l'aval de la *Traînée mosane* sont à Mons-Crotteux (Sablières de Fontaine, Rond Péry et Arbre Saint Michel) (Fig. 18).



**Figure 18** : Le cailloutis de la *Trainée mosane* à Mons-Crotteux (A et B) et son gravier de plus de 8 mm (C)

Toutefois, la carte géologique fait état de cailloutis *Onx* à l’endroit du cimetière de Sainte Walburge (Fig. 17, point 192,5). Sur le plateau de Rocourt, dans l’ancienne sablière de la rue Jean Dewilde (Fig. 17, point ‘192’), la découverte d’artéfacts a conduit De Puydt *et al.* (1912) à signaler la présence d’un cailloutis atteignant une cinquantaine de centimètres d’épaisseur entre 190 et 192 m d’altitude, entre la couverture loessique et le sable marin. La photo publiée montre qu’il doit s’agir essentiellement de petits galets blancs. Ce matériau a d’ailleurs été mis au jour à l’état remanié en contre-bas dans une excavation du parking du Centre Hospitalier Régional où nous avons pu l’identifier. Le plateau de Sainte-Walburge porte donc une occurrence supplémentaire de la *Trainée mosane* qui doit être la dernière sur le flanc gauche de la vallée. Dans la Basse-Meuse, ce type de cailloutis ne se retrouve que sur le flanc droit à l’aval de Blégny sur des replats appartenant à la retombée du plateau de Herve (Briquet, 1907).

#### À propos des « Gravier liégeois »

Lorié (1919) signale dans diverses sablières des plateaux de Bonnelles, et sur la retombée du plateau de Hesbaye liégeoise (Ans et Rocourt, revoir la figure 14) un cailloutis dont le gravier est très altéré et plus grossier que celui des « *Amas de quartz blancs* ». Il les groupe dans un vaste paléo-cône de déjection de l’Ourthe primitive qui a précédé la mise en place de la Meuse dans la région liégeoise (revoir la Fig. 14).

Dans la sablière Gritten à Rocourt, Pirson *et al.* (dont E.J.) (2019) ont remis au jour ce cailloutis, identifié par Lorié. Son épaisseur est de 8 cm aux environs de 183 m d’altitude. Les éléments grossiers consistent en galets millimétriques à centimétriques (1 mm à 7 cm) de quartz, quartzite et grès). L’altération très évoluée des cailloux, même des quartz répond parfaitement à l’originalité des *Gravier liégeois* décrits par Lorié. L’émoussé sommaire des cailloux (Fig. 19) atteste qu’il ne peut s’agir d’éléments remaniés de la *Trainée mosane* (revoir la figure 18).



**Figure 19** : Gravier d’un échantillon du cailloutis intercalé entre le loess et le sable marin oligocène dans la sablière Gritten à Rocourt à 183 m d’altitude ; son label est U2A (Pirson *et al.*, 2019). N.B. Les éléments noirs sont des débris de croûtes de fer-manganèse.

### *À propos du gravier de BdB1*

Des trois lbxt de Bois de Breux, BdB1 (base à 186,5 m ; toit à 193 m) est celui qui se trouve au même niveau que le lbt de la *Trainée mosane* à Sainte-Walburge (variable entre 190 et 192,5 m) sur le flanc opposé de la vallée. Il a été montré plus haut que si la fréquence des quartz est identique dans la *Trainée mosane* et BdB1, les indices d'éroulé et de polissage sont fondamentalement différents. Concernant la possibilité que les galets à faciès marin des lbxt de Bois de Breux proviennent du bassin de l'Ourthe, on notera qu'aucun cailloutis de très haute terrasse de l'Ourthe-Vesdre n'est connu avant Palenge/Durbuy (30 km à l'amont de Liège) 67 m plus haut que la plaine d'inondation de l'Ourthe (Juvigné, 1963, 1981).

### *À propos des associations de minéraux denses transparents*

Sur le plan qualitatif, l'association de minéraux denses transparents des trois niveaux de Bois de Breux est identique à celles des *Graviers liégeois* et de sables oligocènes de sites proches ; elle est largement dominée par les ubiquistes et complétée essentiellement par les paramétamorphiques. Les variations de fréquence internes constatées dans chacun de ces terrains sont anarchiques et donc sans signification stratigraphique ni géographique.

### *Interprétation*

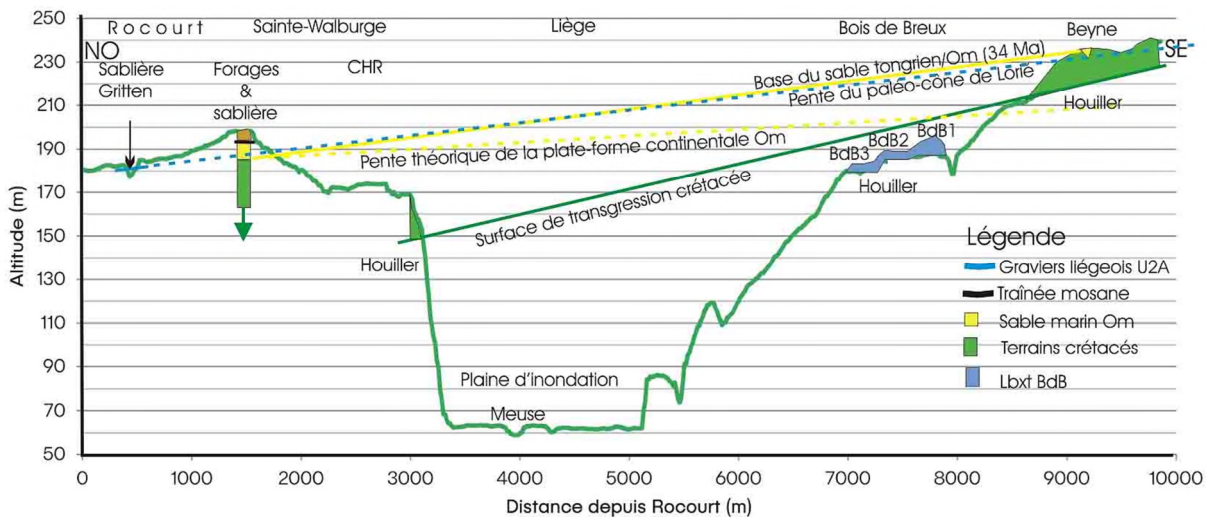
Il existe dans la région de Rocourt deux cailloutis *Onx* différents l'un de l'autre. D'une part, le cailloutis grossier à cailloux altérés et à éroulé sommaire (*Graviers liégeois*) dont la pente moyenne sur 14 km, du sud (Bonnelles, 260 m) au nord (Milmort, 170 m) est actuellement de 6,4 m/km sur ce tronçon. D'autre part, des *Amas et traînées de cailloux de quartz blancs* à éroulé essentiellement marin se trouvent sur le plateau de Rocourt entre 190 et 192,5 m dans le prolongement d'une nappe de cailloutis identique à Bierset-Aéroport à 195-200 m. Lorié (1919) se prononce sur la relation stratigraphique entre les deux formations en écrivant : « les graviers blancs... déposés par la Meuse pléistocène se seraient frayés un chemin au travers de ce cône. » Pissart (1964) rejette l'hypothèse de Lorié arguant du fait que le prolongement de la pente d'un tel cône passe au-dessus du toit de la Belgique. Nous allons montrer que ce rejet est imprudent.

Aucun des trois niveaux de cailloutis de Bois de Breux ne présente l'ensemble des propriétés sédimentologiques, ni de la *Trainée mosane*, ni des *Graviers liégeois*. Par ailleurs, si l'on se réfère à la largeur des plaines d'inondation actuelle, il n'est pas raisonnable d'admettre la présence d'une seule plaine d'inondation de 6 km de largeur entre Bois de Breux et Rocourt à environ 190 m d'altitude (revoir la figure 14). Toutefois, le coude (énigmatique) que décrit la vallée de la Meuse à son entrée dans l'agglomération liégeoise pourrait être considéré comme le début d'un double paléo-méandre dont la partie aval se dirigeait vers le sud-est 'à partir Rocourt et recevait alors l'Ourthe-Vesdre à partir d'où le cours d'eau commun s'est maintenu sur la retombée du plateau de Herve jusqu'au Limbourg néerlandais.

### **9.2. Et si une déformation du sol et/ou la karstification étaient intervenues !**

Sur une coupe transversale de la vallée de la Meuse allant de Beyne à Rocourt en passant par Bois de Breux (Fig. 20), on constate que : (1) le lbt de *Trainée mosane* de Sainte-Walburge repose sur du sable tongrien (Oligocène inférieur) dont la base est à ~ 185 m, et qui lui-même repose sur de la craie épaisse de plusieurs dizaines de mètres ; (2) sur le plateau de Beyne, le même sable tongrien n'est connu que dans une poche de dissolution de la craie du Crétacé

amputée à 235 m ; (3) la pente actuelle du sable *Om* est d'environ 5,5 m/km, alors que la pente des plates-formes continentales actuelles est de 1 à 2 m/km ; (4) le lbt le plus élevé de Bois de Breux (BdB1 : 186-193 m) qui repose sur le socle houiller se situe une quarantaine de mètres plus bas que la surface de transgression oligocène ; (5) en projetant dans cette coupe la pente du paléo-cône de l'Ourthe de Boncelles à Rocourt (U2a, dans la sablière Gritten), on constate que sa pente est identique à celle du sable oligocène. En conséquence : (1) l'effondrement par karstification de la craie tant à Beyne que sur le plateau de Rocourt a pu affecter de façon différentielle les données altimétriques actuelles ; (2) un basculement du sol post-oligocène de la région liégeoise vers le NO ne peut être exclu, d'autant plus que la surface de transgression du Crétacé est en pente d'environ 10 m/km dans le même sens et sur le même tronçon. On sait effectivement que le soulèvement de l'Ardenne assorti d'un basculement initié à la fin du Tongrien s'est poursuivi jusqu'à nos jours pour atteindre une vitesse maximale pendant le Pléistocène moyen (Demoulin *in* Juvigné *et al.*, 2005 ; Demoulin et Hallot, 2009). On ne peut donc exclure un basculement transversal notamment des très hautes terrasses fluviales de la région liégeoise.



**Figure 20** : Coupe à travers la vallée de la Meuse depuis Beyne jusqu'à Rocourt.

Explications : le label U2A a été attribué par Pirson *et al.* (2019) à l'affleurement de *Graviers liégeois* dans la coupe de la sablière Gritten à Rocourt.

### 9.3. À propos de l'intégration des résultats dans les modèles de terrasse de la Meuse

Les modèles de terrasse de la Basse-Meuse tels qu'ils se présentent actuellement ne conduisent pas nécessairement à des corrélations pertinentes avec les modèles de référence du Limbourg néerlandais (Felder et Bosch, 1989 ; Van den Berg, 1996). En effet, la fiabilité du dernier modèle en date des terrasses mosanes (Pissart *et al.*, (1997) est incertaine, dans la mesure où c'est le travail de Juvigné et Renard (1992) qui y a été intégré pour la Basse-Meuse liégeoise et que celui-ci : (1) ignore la possibilité du basculement précité et attribue les lbxt de Bois de Breux à la Meuse ; (2) ne tient pas compte de la possibilité de la karstification locale notamment sur le plateau de Rocourt ; (3) ne peut tenir compte de la contre-pente attestée de Namur jusqu'en basse-Meuse par la limite entre les terrasses à amphiboles des Vosges et celles qui en sont dépourvues (capture de la *Meuse lorraine* pendant le Pléistocène inférieur ; Juvigné et Houbrechts, 2020). Tout au plus pourrait-on constater que l'altitude des lbxt de Bois de Breux (178-193 m) est telle qu'ils ne peuvent être prolongés que dans l'Ostmaas dont le point le plus bas à l'entrée de la vallée morte est à 162 m/DNG (Deuxième Nivellement Général en Belgique). Toutefois les données pétrographiques connues dans cette vallée sont propres à la

Meuse, alors que celles des lbxt de Bois de Breux appartiennent plutôt à l'Ourthe. Néanmoins, on notera que dans le dernier modèle en date (Van den Berg, 1996), l'âge des terrasses de l'Ostmaas est compris entre 2,14 Ma (T. de Simpelveld-1) et 3,98 Ma (T. de Waubach -1).

## **10. Conclusion**

À Bois de Breux, il existe trois lbxt entre 178 et 195 m, à partir du plus élevé BdB1[b186 ; s194 ; d126], BdB2[b184 ; s188 ; d124] et BdB3[b178 ; s184 ; d118]. Ensemble, ils constituent un site de référence unique en matière de très hautes terrasses dans la Basse-Meuse liégeoise, tout en appartenant probablement à l'Ourthe inférieure à proximité du site de confluence. Il s'agit en fait de l'aboutissement de l'incision de l'Ourthe dans son vaste cône de déjection qui est attesté par les plus vieux cailloutis connus dans la région liégeoise (à 260 m à Boncelles). La relation stratigraphique entre les trois niveaux de terrasse de Bois de Breux (178-193 m) et la *Trainée mosane* (190-192 m à Rocourt) est incertaine dans la mesure où on ne peut exclure des déformations des altitudes relatives originelles par karstification et même peut-être par basculement tectonique transversal de la vallée. Néanmoins, dans le contexte topographique actuel, on constate que le prolongement des trois terrasses dans les modèles de référence du Limbourg débouche nécessairement dans l'Ostmaas, une vallée abandonnée par la Meuse il y a ~ 2,14 Ma.

## **11. Bibliographie**

Bourguignon P., 1954. Les sables des Hautes Fagnes. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 78 : B201-241.

Briquet A., 1907. La vallée de la Meuse en aval de Liège. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrographie*, 11 : 347-364.

Bustamante-Santa Cruz L., 1973. *Les minéraux lourds des alluvions sableuses du bassin de la Meuse*. Thèse de doctorat, Katholieke Universiteit te Leuven, Faculteit der Wetenschappen, 355 p., Leuven.

Bustamante-Santa Cruz L., 1974. Les minéraux lourds des alluvions du bassin de la Meuse. *Compte rendu de l'Académie des Sciences de Paris, Série D*, 278 : 561-564.

Cornet Y., 1987. Les terrasses de l'Ourthe inférieure, leurs raccords avec celles de la Meuse et problèmes méthodologiques de l'étude des terrasses fluviales. Mémoire inédit, Université de Liège, Département de Géographie, 191 p.

De Puydt M., Hamal-Nandrin J. & Servais J., 1912. Liège paléolithique. Le gisement de Sainte-Walburge dans le limon hesbayen. *Bulletin de l'Institut archéologique liégeois*, t. XLII, p. 139-215.

De Heinzelin J., 1963. Le réseau hydrographique de la région gallo-belge au Néogène. Essais de reconstitution. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 72 : 137-148.

Demoulin A., 1987. Les sables oligocènes du Plateau des Hautes Fagnes : une synthèse. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrographie*, 96, 81-90.

Demoulin A. & Hallot E., 2009. Shape and amount of the Quaternary uplift of the western Rhenish shield and the Ardennes (Western Europe). *Tectonophysics*, 474, 696-708.

Ek C., 1957. Les terrasses de l'Ourthe et de l'Amblève inférieures. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 80 : 333-353.

Felder W.M., Bosch P.W. (1989). *Geologische kaart van Zuid-Limburg en omgeving. Afzettingen van de Maas*. Rijks Geologische Dienst, Haarlem, NL.

Forir H., 1897. *Carte géologique de Seraing-Chênée*. Institut géographique militaire.

Hol J., 1949. Geomorfologie. *Handboek der Geographie van Nederland*, I : 240-319.

Juvigné É., 1963. *La région du coude de l'Ourthe à Noisieux ; étude de géomorphologie. Contribution à l'élaboration de la carte géomorphologique de la Belgique*. Université de Liège, Laboratoire de Géographie physique, 94 p, 1 carte.

Juvigné É., 1981. *Carte géomorphologique de la Belgique, planchette de Maffe/Grand Han au 1/25000*. Institut géographique national et 'Texte explicatif de la carte géomorphologique de Maffe/Grand Han'. Centre national de Recherches géomorphologiques, 33 p., Louvain-la-Neuve.

Juvigné É., Cordy J.-M., Demoulin A., Geeraerts R., Hus J. & Renson V., 2005. Le site archéo-paléontologique de La Belle-Roche (Belgique) dans le cadre de l'évolution géomorphologique de la vallée de l'Amblève inférieure. *Geologica Belgica*, 8/1-2 : 121-133.

Juvigné É. & Renard F., 1992. Les terrasses de la Meuse de Liège à Maastricht. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 115 : 167-186.

Juvigné É. et Houbrechts G., 2020. La capture de la Meuse lorraine revisitée depuis les Ardennes (France) jusqu'au Limbourg (Belgique et Pays-Bas). *Bulletin de la Société géographique de Liège, en reviewing*, et rapport d'activité, <http://hdl.handle.net/2268/245591>

Juvigné É., Houbrechts G. et Van Campenhout J., 2020. A propos d'un changement pétrographique majeur dans les terrasses de la Meuse entre Namur et Huy (Belgique) : de la Meuse de Dinant à la capture de la Semois. *Bulletin de la Société géographique de Liège, en reviewing*, et rapport d'activité, <http://hdl.handle.net/2268/244521>

Juvigné É. et Paulissen É., 2020. Les terrasses de la Basse-Meuse revisitées. En préparation.

Lefèvre M., 1934. La Basse-Meuse. Etude de morphologie fluviale. *Bulletin de la Société belge d'Etudes géographiques*, T4, n°2 : 163-273.

Legrand R., 1968. *Le Massif du Brabant*. Imprimerie Hayer, 148 p., Bruxelles

Lorié, J., 1919. Le Diluvium ancien de la Belgique et du Nord de la France. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 62 : M 221-409.

Macar P., 1938. Compte rendu de l'excursion du 24 avril 1938, consacrée à l'étude des terrasses de la Meuse entre Liège et l'Ubagsberg (Limbourg hollandais). *Annales de la Société*

*géologique de Belgique*, 61 : B187-217.

Macar, P., 1945. La valeur, comme moyen de corrélation, des cailloux d'oolithe silicifiée et l'origine des graviers dits « Onx » des Hautes-Fagnes. *Bulletin de la Société belge de géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, LIV : 214-253.

Macar P., 1957. Résultats d'ensemble d'études sur les terrasses fluviales et les formes du relief associées en Haute Belgique. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 80 : B 395-412.

Macar P., 1974. *La Traînée mosane aux environs de Liège*. Excursion du mercredi 11 septembre 1974. Centenaire de la Société géologique de Belgique, L'Evolution Quaternaire des bassins fluviaux de la Mer du Nord méridionale, 291-318.

Macar P. & Meunier J., 1955. La composition lithologique de la « Traînée mosane » et ses variations. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 78 : B.63-87.

Meunier J., 1953. *La « Traînée mosane »-Quelques résultats de recherches*. Étude de géographie physique. Université de Liège. Travail de fin d'études, inédit, 55 p.

Mouchamps L., 1933. Les terrasses de la Meuse et de la Sambre. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 82 : B213-233.

Pirson S., Spagna P., Delvoie S., Bosquet D., Di Modica K., Haesaerts P., Juvigné E. et Van der Sloot P., 2019. Nouvelles recherches à l'ancienne sablière Gritten à Rocourt (commune de Liège, BE). *Notae Praeristoricae*, 38 : 99-137.

Pissart A., 1964. Contribution à la connaissance des Graviers liégeois. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 87 : 307-322.

Pissart A., 1974. *La Meuse en France et en Belgique. Formation du bassin hydrographique. Les terrasses et leurs enseignements*. In, L'évolution quaternaire des bassins fluviaux de la Mer du Nord méridionale, Centenaire de la Société géologique de Belgique, 1974 : 105-131.

Pissart A., Duchesne F. et Vanbrabant C. (1998). La détermination des intervalles de confiance des comptages de cailloux et des mesures d'éroulé. Comparaison des mesures d'éroulé de Cailloux et de Krumbein. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 3 : 195-214.

Pissart A., Harmand D. & Leendert K., 1997. L'évolution du cours de la Meuse de Toul à Maastricht depuis le Miocène: corrélations chronologiques et traces des captures de la Meuse lorraine d'après les minéraux denses. *Géographie physique et Quaternaire*, 51 : 267-284.

Roussillon T., Piégay H., Sivignon I., Tougne L. et Lavigne F. (2009). Automatic computation of pebble roundness using digital imagery and discrete geometry. *Computers & Geosciences*, 35: 1992-2000.

Stainier X., 1894. Le cours de la Meuse depuis l'ère tertiaire. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, VIII : M 83-101.

Van den Broeck, E. et Rutot, A., 1887. Les travaux de reconnaissance géologique et hydrologique à l'emplacement des forts de la Meuse. *Bulletin de la Société belge de Géologie*,

*de Paléontologie et d'Hydrologie, I : 166-170.*

Van den Berg M.W. (1996). *Fluvial sequences of the Maas: a 10 Ma record of neotectonics and climate change at various time-scales*. Ph.D.Thesis, University of Wageningen, The Netherlands.

Van Straaten, L. M. J. U., 1946. Grindonderzoek in Zuid-Limburg. *Medel. Geol. Stichting*, ser. C, VI, n° 2, 146 p.

### **Remerciements.**

Nous remercions vivement le Bureau d'étude Bolland-Tailleur et les Entreprises de Travaux Publics et Privés Baguette qui nous ont accordés toutes les facilités souhaitées pour examiner les coupes et prélever les échantillons pendant toute la durée de l'installation des canalisations d'égouttage. Dans le cadre de la préparation d'un travail de révision du modèle des terrasses de la Basse-Meuse en préparation avec notre collègue Étienne Paulissen (KUL), nous avons eu énormément d'échanges très constructifs sur les problèmes exposés dans présent travail, il s'en trouve chaleureusement remercié.